

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREÑEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca). ..	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Junio 1984

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

CAPAS ROJAS TRIÁSICAS DEL BORDE SURESTE DE LA MESETA, SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA

Juan Fernández¹



RESUMEN

Las capas rojas fosilizan una paleogeografía, altamente irregular que condicionó la localización y evolución de los futuros sistemas de depósito. Se inicia la sedimentación triásica en el Ladinense con el depósito de conglomerados que representan las fracciones más groseras. Estos corresponden unas veces a abanicos aluviales y otras a ríos *braided* conglomeráticos. Dentro de los abanicos se ha diferenciado: Abanico interno, dominado por los depósitos de *debris flow*; Abanico medio, en el que predominan los depósitos de canal y los de corrientes laminares (*sheet flood*) y abanico externo dominado por procesos y depósitos de ríos *braided* conglomeráticos.

Sobre y en relación distal con los conglomerados se encuentran depósitos de ríos arenosos de baja sinuosidad en los que se diferencian: A) facies de canal, representadas por bancos potentes de areniscas (alrededor de 15 m.) con estratificación cruzada de gran escala; B) facies de llanura de inundación proximal, representadas por capas finas de areniscas, con laminación cruzada, alternando con arcillas y algunos niveles carbonatados tipo caliche; y C) facies de llanura de inundación distal, caracterizadas por una sucesión monótona de arcillas en las que se intercalan niveles de calizas micríticas y de arenas finas o limos.

La sedimentación termina, en el Noriense, con un tramo evaporítico de distribución irregular. Su depósito tuvo lugar en zonas encharcadas alejadas de los canales o tal vez en un ambiente tipo *sabkha*.

ABSTRACT

The red beds fossilize a highly irregular paleogeography that controlled the localization and evolution of the depositional systems. Triassic sedimentation began during Ladinian with conglomerate deposits that represent the coarsest fractions. Sometimes, they correspond to alluvial fans and other times to conglomeratic braided rivers. In the alluvial fans is possible to differentiate: Inner fan, dominated by debris flow deposits; middle fan, dominated by channel and sheet flood deposits; and outer fan dominated by processes and deposits of conglomeratic braided rivers.

Above them and in a distal position with respect to the conglomerate deposits there are sandy rivers deposits, of low sinuosity, whose is possible, to differentiate: A) Channel facies, they are represented by very thick sandstone layers (around 15 m.) with cross bedding; B) proximal flood plain facies, represented by thin sandstone layers with cross lamination, which alternate with clay and some carbonate levels of caliche type; and C) distal flood plain facies, characterized by a monotonous clay succession with very thin layers of micritic limestone and intercalated fine sand of silts.

The sedimentation finished in Norian times with the deposition of an evaporitic member of irregular distribution. Its deposition occurred at inundated zones far from the channels or, perhaps, in a *sabkha* type environment.

¹ Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada.

INTRODUCCION

Las capas rojas del borde SE. de la Meseta constituyen una franja que, con una dirección aproximada NE.-SW., se extiende desde Bailén hasta Alcaráz, y a partir de este pueblo con dirección E.-W. hacia Infantes y la Torre de Juan Abad. Geográficamente el afloramiento comprende parte de las provincias de Jaén (NE.), Albacete (SW.) y Ciudad Real (SE.). Figura 1).

Desde el punto de vista geológico es un conjunto de materiales detríticos en posición horizontal y de coloración predominantemente rojiza que se le ha denominado Facies Detríticas Rojas (*red beds*) del borde SE. de la Meseta.

Este conjunto reposa discordantemente sobre materiales estratificados del Paleozoico, a excepción de algunos puntos muy localizados,

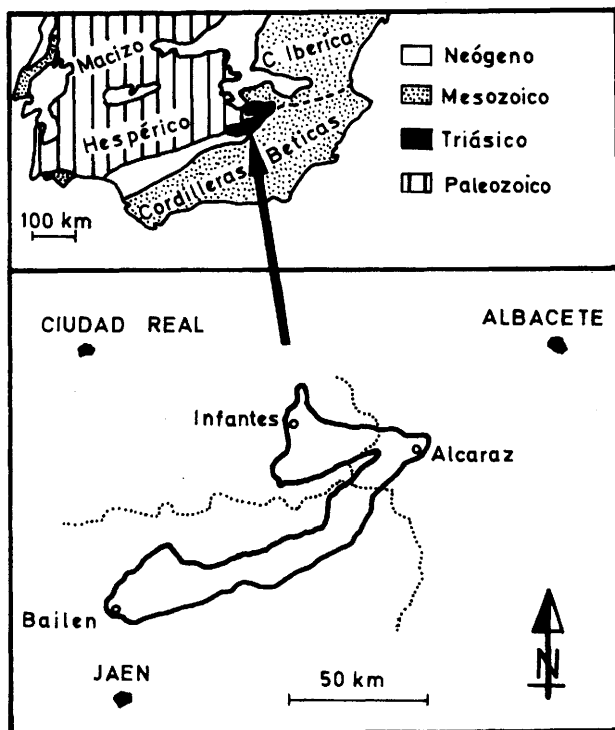


Figura 1.—Esquemas de localización geográfica y geológica de las capas rojas triásicas del borde sureste de la Meseta.

en su extremo más suroccidental, donde fosilizan algunos relieves de rocas plutónicas pertenecientes al batolito de Sta. Elena. Los materiales paleozóicos que fosilizan (cuarcitas principalmente) representan las últimas estribaciones del macizo herciniano de la Meseta y constituyen con frecuencia relieves en la actualidad, allí donde la erosión de los materiales más modernos los ha dejado al descubierto.

Asimismo esta unidad es fosilizada por otras tres unidades geológicas: a) materiales calizo-dolomíticos, en su mayor parte pertenecientes al Mesozóico del Macizo Ibérico; b) materiales mesozóicos y cenozoicos de las zonas externas de las Cordilleras Béticas y c) materiales detríticos neógenos pertenecientes a la Depresión del Guadalquivir. (Figura 1).

En este trabajo se pretende sintetizar el conocimiento actual sobre las capas rojas del borde de la Meseta, para lo cual se resumen algunas de las aportaciones realizadas por el autor y por otros autores en los últimos años.

ESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista lito-estratigráfico la serie (figura 2) está constituida por una alternancia de arcillas y areniscas con algunos niveles carbonatados. Destaca hacia la base un conjunto conglomerático discontinuo localizado en las proximidades de algunos relieves paleozóicos, y hacia el techo un conjunto arcilloso que incluye frecuentemente yesos. Este tramo superior evaporítico es también discontinuo y su distribución espacial, a escala regional muy irregular.

Este conjunto de materiales ha sido definido como formación de Chiclana de Segura (López-Garrido, 1969). Lateralmente cambia a un conjunto detrítico más arcilloso y con algunos niveles calizos, que contienen fauna de *Muschelkalk* (Formación de Hornos-Siles).

Tradicionalmente se le ha asignado a estos materiales una edad Triás, basándose exclusivamente en su posición estratigráfica. En los últimos años y tras un minucioso estudio palinológico de los niveles lutíticos grises y verdes se han reconocido asociaciones palinológicas que permiten atribuir la base del corte de Chiclana de Segura al Ladinense y el techo al Noriense (Besems, 1981). Se desconoce, por el momento, si en otros puntos de la región la sedimentación triásica pudo iniciarse con anterioridad al Ladinense.

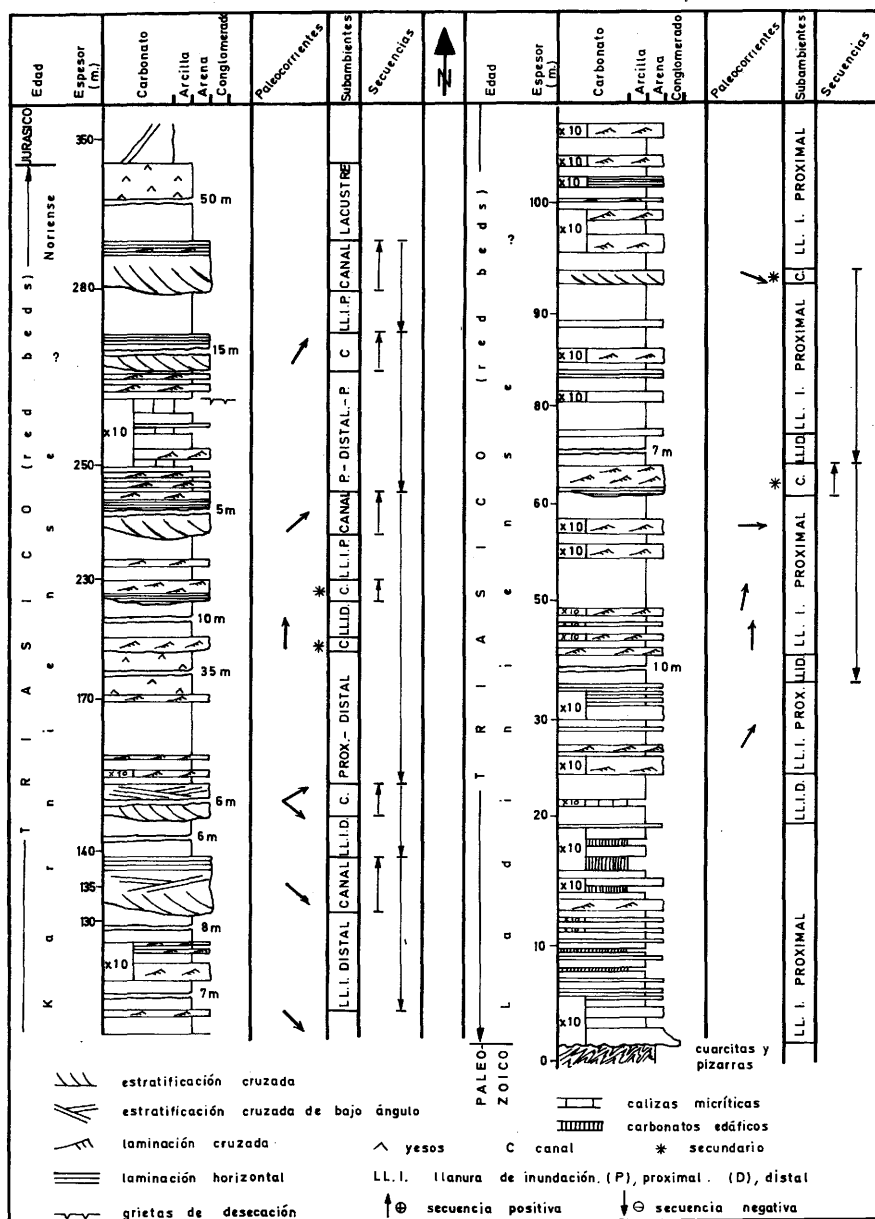


Figura 2.—Perfil estratigráfico tipo levantado en las proximidades del pueblo de Chiclana de Segura. Se diferencian distintos subambientes, así como secuencias de distinto orden relacionadas con la actuación de dichos subambientes o con su movilidad en el espacio y en el tiempo.

ABANICOS ALUVIALES Y RIOS BRAIDED CONGLOMERATICOS

La sedimentación triásica se inicia en las proximidades de los relieves paleozóicos con depósitos de conglomerados que unas veces corresponden a abanicos aluviales, otras a ríos *braided* conglomeráticos y otras veces abanicos que evolucionan a ríos *braided*. Estos depósitos son cuantitativamente muy poco importantes en comparación con los originados por ríos arenosos que comentaré en el apartado siguiente, además las condiciones de observación son, generalmente, deficientes. Expondré las características de este tipo de depósitos a partir de un ejemplo de ellos (figura 3) que aflora en las proximidades de Villamanrique (Ciudad Real); se diferencian:

Abanico Interno.

Representado por conglomerados que no presentan estratificación ni estructura sedimentaria alguna. Los cantos son de cuarcitas, a veces,

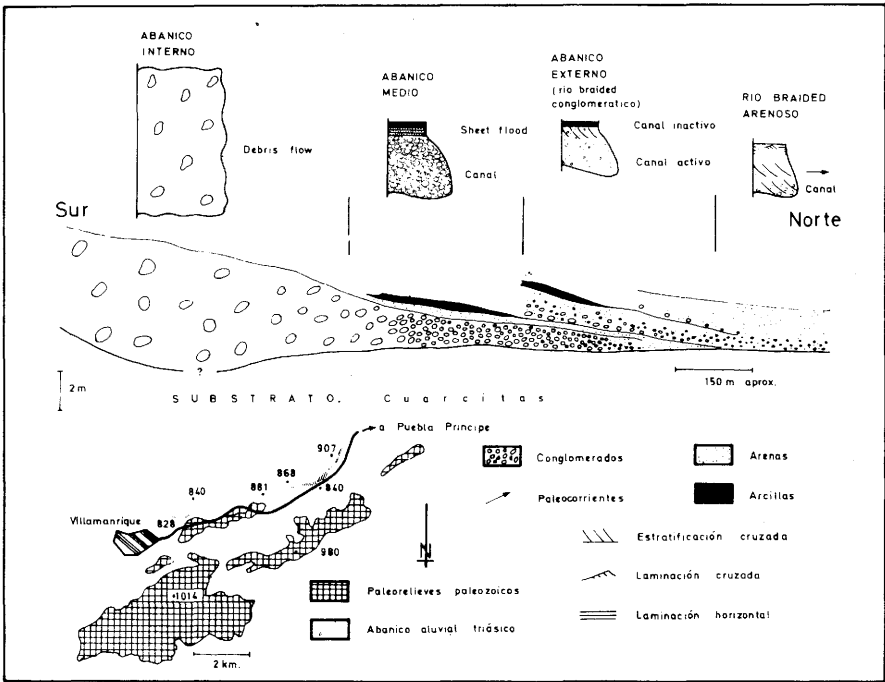


Figura 3.—Depósitos de abanico aluvial al noreste de Villamanrique. Se muestra un esquema de evolución de facies proximal/distal, así como las facies y secuencias que caracterizan las distintas partes del abanico.

alcanzan el tamaño bloque y se encuentran embebidos en una matriz de arcilla y limo. Se interpretan como depósitos de *debris flow* relacionados con flujos de alta densidad y viscosidad, aunque en este caso, tal vez, sería más correcto utilizar el término *mud flow*, en razón del dominio de la matriz fina frente a los cantos.

Este tipo de depósitos son los más potentes, se encuentran en contacto con los relieves paleozóicos y teniendo en cuenta su situación y condiciones de depósito, se consideran característicos de las partes más proximales del abanico (abanico interno).

Abanico Medio.

En posición más alejada de los relieves de cuarcitas y en relación intergradacional con los depósitos de abanico interno se encuentran gravas pobremente clasificadas con cantos de cuarcita de tamaño entre 15-0'50 cm. y matriz constituida por lutitas y arenas. Su estructura interna está pobremente desarrollada, observándose, sólo muy puntualmente, estratificación horizontal; muestran base erosiva y la matriz fina es muy escasa, siendo con frecuencia gravas soportadas por los cantos (*clast-supported*). Su depósito está relacionado con flujos fluidos de baja viscosidad, tal vez barras longitudinales depositadas en canales (Smith, 1974), si bien las condiciones de observación no permiten asegurar este punto.

Sobre las gravas se encuentra un nivel (25 cm.) de arenas cementadas con laminación horizontal, y base neta y plana. Se interpreta como el depósito de un flujo laminar (*sheet flood*). Este tipo de flujos de inundación son frecuentes por debajo del punto de intercesión (Bull, 1972), cuando la corriente se expande al dejar de estar confinada en los canales. La cementación por carbonatos y óxidos de hierro está relacionada, con toda probabilidad, con procesos posteriores de tipo edáfico en clima árido.

Finalmente las arcillas superiores representan el depósito desde la suspensión en una fase de decrecida del flujo.

Esta asociación de facies se considera característica de la parte media del abanico (abanico medio).

Abanico Externo (río *braided* conglomerático).

Conglomerados con abundante matriz de arenas gruesas. Presen-

tan en algunos puntos imbricación y estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo. En sentido vertical evolucionan a arenas gruesas con *pebbles*, con estratificación cruzada de alto o bajo ángulo, y éstas a arcillas. El conjunto constituye una secuencia de tamaño de grano y energía decreciente hacia el techo, pudiendo corresponder los conglomerados a barras longitudinales depositadas en un canal activo (Smith, 1974) y las arenas y arcillas al depósito en áreas de intercanal en épocas de crecida o en el mismo canal coincidiendo con una fase de decrecida del flujo.

La secuencia descrita caracteriza la parte más distal del abanico (abanico externo) y es análoga a no pocos ejemplos de secuencias descritas en ríos *braided* conglomeráticos.

En posición distal respecto al relieve paleozóico se encuentra una secuencia constituida por arenas gruesas con estratificación cruzada que pasan hacia el techo a arenas finas con laminación horizontal y *ripples*. La base es erosiva e incluye algunos cantos tamaño *pebbles*. Esta secuencia se interpreta como de relleno de un canal *braided* arenoso, cuyas características generales trataremos con mayor amplitud en el apartado siguiente.

RIOS BRAIDED ARENOSOS

El conjunto de las capas rojas han sido interpretadas como de origen fluvial, depositadas por ríos de baja sinuosidad (Fernández, 1977). En la serie estratigráfica general (figura 2) se pueden diferenciar distintas facies y secuencias que caracterizan distintos subambientes dentro del marco general del sistema fluvial (Fernández y Dabrio, 1980, y Dabrio y Fernández, 1980).

FACIES DE CANAL

Están representadas por bancos de areniscas de espesor variable entre 2 y 30 m., con un máximo alrededor de 15 m. La estructura interna dominante es estratificación cruzada de gran escala, seguida de laminación paralela y laminación cruzada. En general, la estratificación cruzada es más abundante hacia el muro y la laminación paralela y laminación cruzada hacia el techo. Las paleocorrientes deducidas para un mismo banco muestran bajo grado de dispersión, y de su análisis a escala regional (figura 4) se deduce, para los canales principales, una orien-

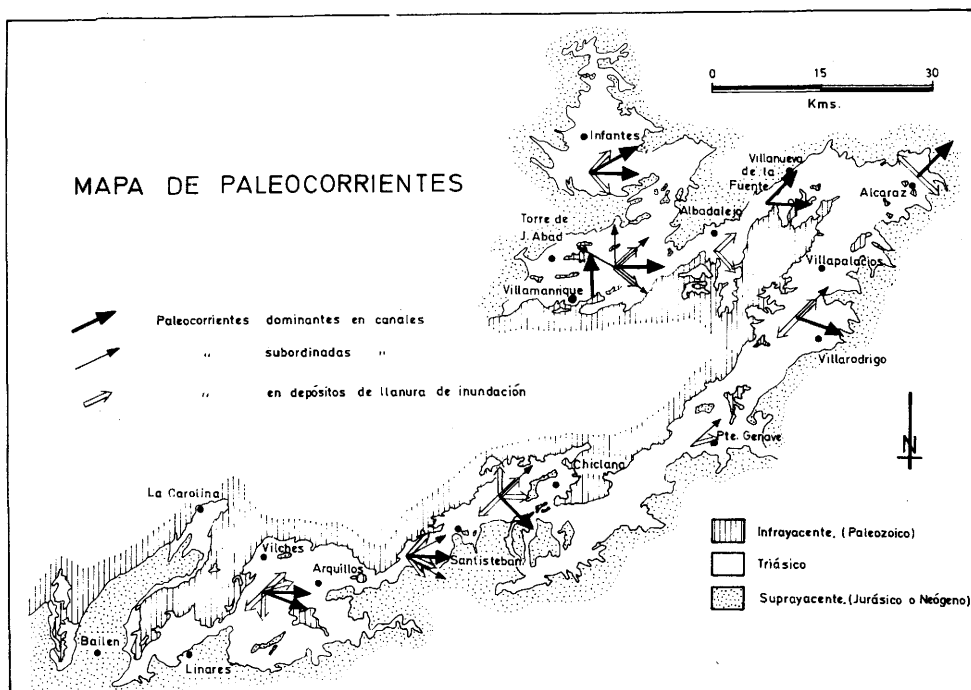


Figura 4.—Mapa de paleocorrientes. Se indican las paleocorrientes obtenidas en los depósitos de canal y en los de llanura de inundación. Se aconseja comparar los datos de paleocorrientes con la paleogeografía deducida del mapa de isopacas (figura 7).

tación hacia el este y noreste con algunas excepciones justificadas por su posición en relación con los relieves paleozóicos mayores.

Son frecuentes las superficies erosivas internas que representan, en unos casos, la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas, y en otros, el encajamiento del canal en sus propios sedimentos durante las épocas de estiaje.

La morfología de estos cuerpos sedimentarios es, generalmente, tabular, ya que son originados por canales con una relación anchura/profundidad muy elevada, los cuales cambian de posición de modo continuo en el espacio y en el tiempo.

Teniendo en cuenta el conjunto de características indicadas para estos bancos, se interpretan como depositados por canales inestables de ríos estacionales de baja sinuosidad (Fernández, 1977).

FACIES DE LLANURA DE INUNDACION PROXIMAL

La llanura de inundación proximal comprende las áreas de la llanura de inundación más próximas al canal. En estas áreas se desarrollan depósitos arenosos de distintos tipos:

1.—Capas de arena tabulares, cuyo espesor es frecuentemente de algunos centímetros y sólo excepcionalmente alcanza 1 m. Su estructura interna refleja una disminución de energía tanto hacia el techo (secuencia positiva) como al alejarse del canal: en la inmediata vecindad del canal aparecen estratificación cruzada y laminación paralela que pasan a laminación cruzada a la vez que se produce el acuñamiento de las capas. Su génesis se interpreta en relación con corrientes laminares, de tipo *sheet flood* o bien a *crevasse splay* cuando su espesor y extensión son muy reducidos.

2.—Cuerpos arenosos con base canalizada. Su extensión longitudinal puede ser elevada, pero en sección transversal se extienden unas decenas de metros. La estructura interna es, unas veces, estratificación cruzada del tipo *epsilon cross-stratification*, y otras estratificación cruzada en artesa (*trough cross-bedding*) que pasa a laminación cruzada hacia el techo y hacia los bordes. En uno y otro casos, estos cuerpos arenosos representan el relleno de pequeños canales en la llanura de inundación, el cual unas veces se llevó a cabo por acreción lateral y otras por transporte y depósito en el sentido de la corriente.

Las direcciones de corriente deducidas de las capas de arenas depositadas en la llanura de inundación muestran un elevado grado de dispersión, pero son generalmente divergentes en relación con la orientación de los canales principales (figuras 2 y 4).

Las capas arenosas se intercalan entre arcillas que representan el depósito desde la suspensión después de cada inundación. La relación arena/arcilla es mucho más alta que en la llanura de inundación distal y decrece al alejarse del canal, a la vez que disminuye el espesor de los bancos de areniscas y la escala de las estructuras, como consecuencia de una disminución en la energía necesaria para formarlas.

Finalmente, también, se encuentran en estas áreas niveles de nódulos carbonatados (con óxidos de hierro y manganeso) comparables a los caliches que se describen actualmente en regiones semiáridas (Allen, 1974 y Leeder, 1975). Estos niveles pueden extenderse hasta la llanura de inundación distal.



FACIES DE LLANURA DE INUNDACION DISTAL

El proceso sedimentario es el depósito de la fracción fina, transportada en suspensión en condiciones de energía muy baja, después de cada inundación. Esporádicamente se intercalan en las arcillas niveles de calizas micríticas de 10-25 cm. de espesor, con laminación fina horizontal, textura fenestral (*bird's eyes*) y, a veces, ostrácodos, mallas de algas y grietas de desecación. Su origen se interpreta de acuerdo con Friend y Moody-Stuart (1970), ligados a depósitos en lagos efímeros en la llanura de inundación (*flood plane lakes*).

Secuencias.

En un trabajo previo (Dabrio y Fernández, 1980) se consideran dos tipos de secuencias, las derivadas de la actuación de procesos en cada uno de los subambientes considerados (Figura 5) y las originadas como consecuencia de la movilidad de los subambientes en el tiempo (Figura 6).

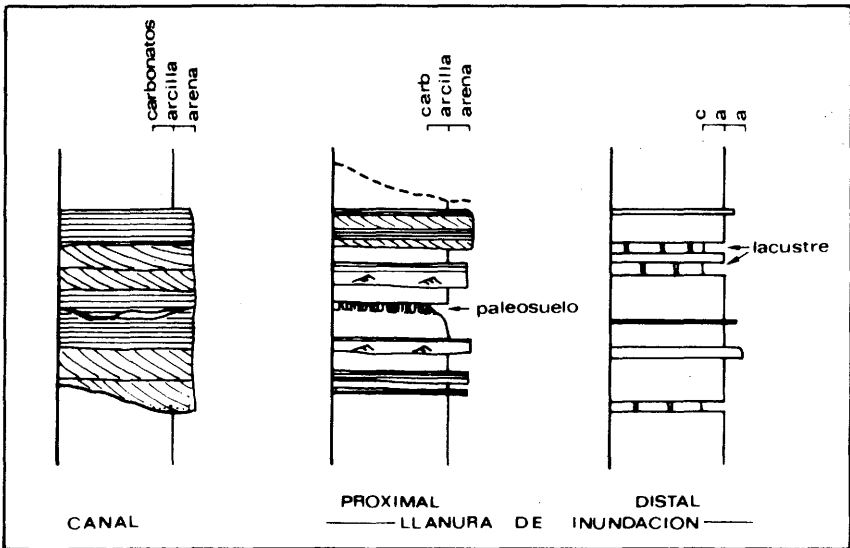


Figura 5.—Modelos conceptuales de secuencias características en los subambientes diferenciados en los ríos *braided* arenosos. Se han utilizado los mismos signos que en la figura 2 (tomado de Dabrio y Fernández, 1980).

Las secuencias de canal son generalmente positivas, de energía decreciente a techo. Es muy tentador imaginar la sucesión de acontecimientos de la siguiente forma: La base erosiva representa la llegada del canal a una nueva posición sobre la llanura de inundación; en estos primeros momentos de implantación del canal la energía del medio es relativamente alta, y el principal proceso es la erosión. La parte del banco dominada por estratificación cruzada de gran escala representa la época de transporte y depósito activo en el canal. Hacia el techo el ángulo de *foreset* de los *megaripples* se hace menor y corriente abajo, se aprecia su amortiguación y el paso de estratificación cruzada de alto a bajo ángulo y laminación paralela. Todo ello sugiere una pérdida progresiva de la capacidad de transporte y de la profundidad en el canal.

El paso de *megaripples* a laminación paralela de régimen de flujo bajo indica una considerable reducción del régimen de flujo en el canal. Ello obedece a que la corriente principal ya no pasa por ese punto, lo cual puede explicarse por avulsión aguas arriba y desviación del cauce mayor de modo que el canal recibe sólo flujo residual. Una explicación complementaria (o quizás alternativa) sería suponer que el cauce activo se desplaza dentro del cauce mayor, y este punto queda en posición marginal: en cualquier caso en esta época del relleno el canal es puramente un rasgo residual y el depósito se realiza mayoritariamente desde la suspensión.

La secuencia general positiva incluye secuencias menores positivas separadas, a veces, por superficies de erosión. El depósito de estas secuencias se interpreta ligado a las épocas de crecida y flujo normal, y la superficie irregular, jalonada a veces por lutitas, al encajamiento de la corriente en los depósitos anteriores durante el estiaje. La secuencia positiva de energía decreciente a techo es pues, una suma de secuencias que reflejan los distintos momentos de la historia deposicional del canal y representan las fluctuaciones del régimen hidráulico del río según las estaciones.

Las secuencias originadas en la llanura de inundación proximal consisten en alternancias de arenas y lutitas. En conjunto, el espesor de los estratos de arena y la relación arena/lutita decrecen hacia las zonas más alejadas respecto al canal. Atendiendo a la variación secuencial del espesor de las capas de arena, se distinguen secuencias negativas de espesor de estratos creciente a techo (Figura 5), que se explican por la mayor importancia de los desbordamientos a medida que el canal se rellena de sedimento (Figura 6, parte superior). Evidentemente, se habla de desbordamientos medios y de forma general, pues acontecimientos de

índole mayor o catastróficos pueden ocurrir sin una pauta tan definida introduciendo un cierto grado de desorden en las secuencias.

En la llanura de inundación distal no se encuentran secuencias definidas (Figura 5) y la sucesión monótona de arcillas es el rasgo más relevante. Pueden intercalarse niveles de carbonatos laminados o delgadas capas de arena fina/limo o niveles de paleosuelos, pero generalmente, sin una pauta concreta.

La movilidad de los subambientes considerados produce unas secuencias más complejas que las anteriores, ya que están constituidas por un agrupamiento de aquellas. Estas secuencias se originan por el continuo desplazamiento de los canales a través de la llanura de inundación, el cual se debe al progresivo relleno y elevación de los mismos sobre las áreas circundantes debido a la mayor velocidad de sedimentación que, finalmente, los hace inestables y rompen los bordes por avulsión trasladándose a una nueva posición. Con el canal migran los subambientes relacionados descritos anteriormente.

Cuando el canal se instala en una zona, el proceso esencial es la erosión. El nuevo canal está «vacío» y a partir de esta situación, se produce un proceso de acreción vertical en los diferentes subambientes, pero con distinta intensidad (velocidad de sedimentación). En las primeras fases, durante las crecidas, se desborda sólo una fracción relativamente pequeña del agua que circula por el canal, y con ella el sedimento más fino. Más tarde el canal se va rellenando por sedimentos y su profundidad disminuye, con lo que en las crecidas escapará una cantidad de agua progresivamente mayor y también más sedimento tamaño arena produciendo una elevación del canal sobre las zonas circundantes. De este modo las capas arenosas formadas por desbordamiento en áreas próximas a los márgenes del canal estarán cada vez mejor desarrolladas y, además, se extenderán a más distancia del canal hacia la llanura de inundación, es decir, se produce, una progradación de los cuerpos arenosos cuneiformes (bordos) y de la llanura de inundación proximal hacia la llanura de inundación distal (figura 6, parte superior).

Eventualmente el canal se hará inestable y cambiará de posición por avulsión. El nuevo canal se situará, en parte sobre la orla de depósitos de llanura de inundación proximal, con lo que la secuencia negativa que refleja el aumento progresivo de la influencia del canal aparecerá coronada por un banco más grueso, que representará el nuevo canal. En los puntos donde las facies de llanura de inundación proximal sean muy delgadas o inexistentes, el nuevo canal aparecerá como un banco de areniscas que se intercala de forma espontánea en facies finas. El

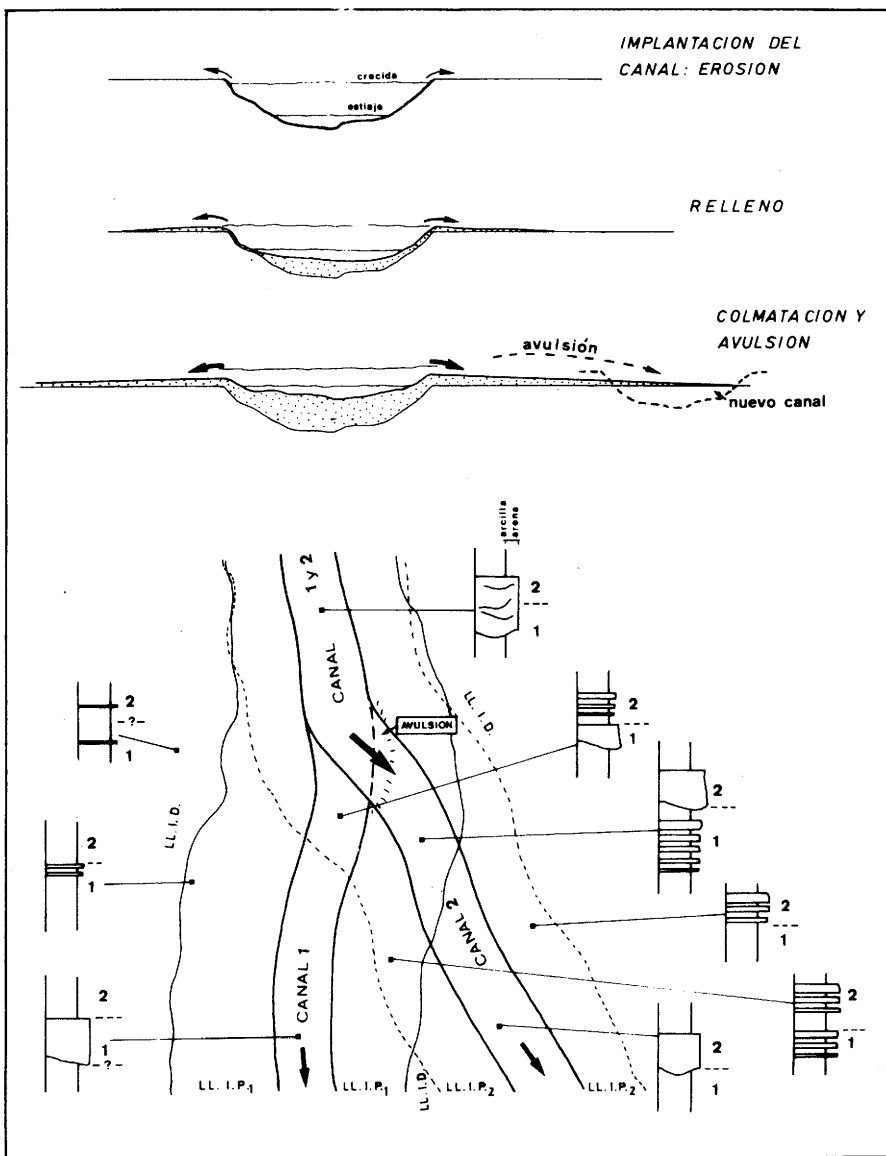


Figura 6.—En la parte superior, distintas etapas de la historia deposicional del canal (escala arbitraria). En la parte inferior, secuencias tipo que cabría esperar en distintos puntos de una llanura aluvial cuando el canal cambia de posición por avulsión de 1 a 2. En las series 1 y 2 indican los sedimentos ligados a dichos canales. Ll. I. P.: llanura de inundación proximal; Ll. I. D.: llanura de inundación distal (tomado de Dabrio y Fernández, 1980).

antiguo canal queda abandonado y se forman sólo estructuras de baja energía, tales como laminación paralela y laminación cruzada en las arenas que rellenan el rasgo topográfico negativo residual. Sobre ellas se sitúan finalmente, las arcillas de la llanura de inundación. Como consecuencia de la avulsión se pierde, pues, el carácter canalizado y se sustituyen en la vertical las facies de canal por las de llanura de inundación.

Al migrar el canal lo hacen también los subambientes relacionados y en función de su nueva posición se desarrollan secuencias muy diversas, dependiendo de cuales sean las relaciones verticales entre los subambientes, antes y después de la avulsión (Figura 6, parte inferior).

EVAPORITAS SUPERIORES

La serie triásica termina con un tramo lutítico, cuyo contenido en yesos es muy desigual de unos puntos a otros. Desde pasar casi desapercibido hasta ocupar prácticamente todo el tramo con espesores de hasta 30 m.

Esta distribución irregular de las evaporitas apunta hacia un depósito en zonas encharcadas de la llanura de inundación distal, lejos de la influencia de los canales principales; o tal vez en un ambiente tipo sabkha. En todo caso su estudio está por abordar.

PALEOGEOGRAFIA

Las capas rojas fosilizan un paleorelieve paleozoico, por consiguiente la paleogeografía de este sector debió ser al comienzo de la sedimentación triásica, en detalle, extremadamente complicada. Destaca un relieve paleozoico que con una orientación N60-70E divide el afloramiento en dos, al norte y al sur de dicho relieve, que se unen en los alrededores de Alcaraz.

En relación con esta paleogeografía el espesor de materiales acumulados difiere ampliamente de unos puntos a otros como se refleja en el mapa de isopacas (figura 7). En la parte norte los espesores más frecuentes son inferiores a 150 m., mientras al sur del relieve paleozoico éstos son generalmente mayores; en esta parte se diferencian varios surcos, en los que se alcanzan espesores próximos a 350 m. separados por zonas de umbral en las que éstos no superan los 200 m. Destacan las pequeñas potencias alcanzadas en el extremo sur (alrededores

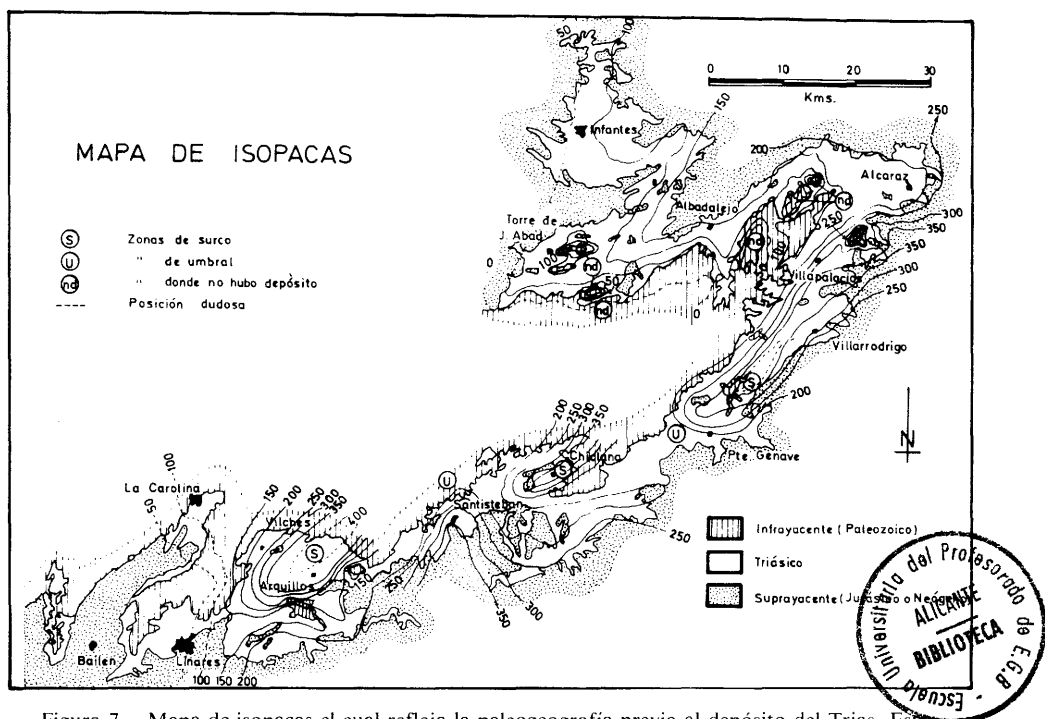


Figura 7.—Mapa de isopacas el cual refleja la paleogeografía previa al depósito del Trias. Esta condicionó fuertemente la localización de los depósitos de abanico aluvial y la orientación de los sistemas fluviales.

de Linares y Bailén) y algunos puntos, sobre todo, en la parte norte envueltos por la isopaca cero, que no llegaron a ser cubiertos por la sedimentación triásica.

La paleogeografía, también, condicionó el trazado de los cauces fluviales (figura 4); los datos de paleocorrientes obtenidos en facies de canal muestran que los ríos casi siempre fluían hacia el este y noreste, en cambio, en las zonas de surco los canales fluviales tendieron a disponerse, aproximadamente, perpendiculares a los máximos relieves paleozoicos; lo mismo ocurrió en los abanicos aluviales y ríos conglomeráticos desarrollados al comienzo de la sedimentación triásica en relación con dichos relieves (p. e. en Villamanrique).

CONCLUSIONES

Las capas rojas triásicas del borde SE. de la Meseta rellenan una paleogeografía paleozoica altamente irregular que condicionó la acumulación de espesores de materiales muy distintos según los puntos, así

como el desarrollo y localización de depósitos de abanico aluvial y la orientación de los principales canales fluviales.

En esta región la sedimentación se inició durante el Ladiniense con el depósito de conglomerados en las proximidades de los relieves paleozoicos. Estos conglomerados corresponden unas veces a abanicos aluviales, otras a ríos *braided* y otras a abanicos aluviales que evolucionan a ríos *braided* al alejarse de los relieves paleozoicos. Teniendo en cuenta su litología, estructuras sedimentarias, espesor de los estratos y secuencias se diferencian: ABANICO INTERNO, es la parte más proximal donde se han alcanzado los mayores espesores de conglomerados y su depósito se ha realizado por flujos de alta densidad y viscosidad (*debris flow*). ABANICO MEDIO se caracteriza por una disminución apreciable de espesor y secuencias positivas, de tamaño de grano y energía decreciente a techo, constituidas por conglomerados frecuentemente *clast-supported* depositados en canales, areniscas con laminación horizontal relacionadas con flujos laminares (*sheet flood*) por debajo del punto de intersección de los canales, y a techo arcillas depositadas en fases de decrecida del flujo. La parte más distal del abanico (ABANICO EXTERNO), se caracteriza por una disminución de espesor de las capas, disminución del tamaño de grano y un aumento en la matriz arenosa, y las secuencias encontradas caracterizan ríos *braided* conglomeráticos en cuyos cauces se diferencian partes activas e inactivas, que al migrar generan secuencias generalmente positivas.

Sobre y en relación distal a los abanicos aluviales se establecen sistemas fluviales de baja sinuosidad que son responsables del depósito del conjunto de las capas rojas. En ellas se diferencian distintas facies que caracterizan a los distintos subambientes: FACIES DE CANAL, representadas por bancos potentes de areniscas (en torno a 15 m.) con estratificación cruzada y laminación paralela como estructuras dominantes, dispuestas según secuencias positivas. FACIES DE LLANURA DE INUNDACION PROXIMAL caracterizadas por una alternancia de capas de areniscas y arcillas en las que se intercalan algunos niveles de carbonatados de tipo caliche, que pueden extenderse hasta la llanura de inundación distal; las capas de areniscas muestran secuencias positivas tanto hacia el techo, como al alejarse del canal, y el conjunto se organiza atendiendo al espesor de las capas de areniscas según secuencias negativas, reflejo de la mayor importancia de los desbordamientos a medida que el canal se rellena. Las facies de LLANURA DE INUNDACION DISTAL se caracterizan por una sucesión monótoma de arcillas en las que se intercalan algunos niveles de calizas micríticas y de arenas finas o limos, sin presentar ningún tipo de secuencias. Cuando el canal se rellena cambia de posición por avulsión, y con él migran los

otros subambientes; dependiendo de la relación existente entre éstos antes y después de la migración se obtienen distintos tipos de secuencias.

La orientación de los sistemas fluviales estuvo en buena parte gobernada por la paleogeografía pues los cauces principales fluían hacia el este y noreste, si bien en las zonas de surco y en los abanicos aluviales éstos se dispusieron aproximadamente, perpendiculares a los relieves paleozoicos mayores.

La sedimentación triásica termina en el Noriense con la implantación, en numerosos puntos de la región alejados de la influencia de los canales, de zonas encharcadas en las que se depositan, a veces, grandes cantidades de yeso.

REFERENCIAS

- ALLEN, J.R.L. (1974).—Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Outcrop. *Geol. J.*, 9; 181:208.
- BESEMS, R.E. (1981).—Aspects of middle and late triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32; 257:273.
- BULL, W.B. (1972).—Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Ed. by K.J. Rigby and W.K. Hambling), pp. 68:83. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 16; Tulsa.
- DABRIO, C.J. y FERNANDEZ, J. (1980).—Secuencias originadas por migración de ríos arenosos de baja sinuosidad. *Estudios Geol.*, 36; 371:381.
- FERNANDEZ, J. (1977).—Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta. *Tesis*. Publicaciones Univ. Granada, 173 pp.
- FERNANDEZ, J. y DABRIO, C.J. (1980).—Facies y secuencias en sedimentos fluviales triásicos. Abstract. *Vol. de Resúmenes del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Publicaciones. Univ. Salamanca.
- FRIEND, P.F. y MOODY-STUART, M. (1970).—Carbonate deposition on the river flood-plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 107; 181:195.
- LEEDER, M.R. (1975).—Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112; 257:270.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1969).—Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura - Río Madera (Zona Prebética, prov. de Jaén). *Acta Geol. Hisp.*, 4; 84:90.
- SMITH, N.D. (1974).—Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 82; 205:223.